Nicht f. d. Austausch

Das Feld der vertikalen Strömungskomponente im Passatgebiet

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
genehmigt von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Hans Laskowski
aus Hirschberg im Riesengebirge

Tag der Promotion: 22. Februar 1937
Tag der mündlichen Prüfung: 2. November 1936

Druck: F. Mitzlaff / Hofbuchdruckerei Rudolstadt i. Thür.

943

I. EINLEITUNG.

Der Versuch einer quantitativen Bestimmung von Vertikalbewegungen ist bisher nur selten unternommen worden. Nach den von V. Bjerknes [1])*) entwickelten Methoden berechnete z. B. H. U. Sverdrup [2]) für das Passatgebiet die Vertikalgeschwindigkeiten aus den mittleren Horizontalgeschwindigkeiten, die ihrerseits auf direktem Wege aus den beobachteten horizontalen Windkomponenten abgeleitet wurden. — G. Hartenstein [3]) hat Vertikalbewegungen in einer mitteleuropäischen Wetterlage unter der Voraussetzung adiabatischer Bewegungen durch Vergleich der Höhenlage gleicher potentieller Temperaturen über verschiedenen Orten dargestellt. Eine Arbeit von M. Berek [4]) behandelt beide Methoden.

Die Kenntnis der vertikalen Strömungen ist von großer Bedeutung für die Lösung verschiedener meteorologischer Probleme. — Das folgende soll ein Beitrag für die Bestimmung von Vertikalgeschwindigkeiten nach einem neuen Verfahren mit Hilfe des Druckfeldes sein.

II. AUFSTELLUNG DER FORMEL FÜR DIE VERTIKALGESCHWINDIGKEIT.

Unter der Voraussetzung, daß der Passat ein stationäres Strömungssystem ist, gehen wir von folgenden 4 Gleichungen aus:

der Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\delta(\varrho v_z)}{\delta z}dz + \frac{\delta(\varrho v_x dz)}{\delta x} + \frac{\delta(\varrho v_y dz)}{\delta y} = 0, \tag{1}$$

(das Koordinatensystem wird so gelegt, daß ein infinitesimales Flächenelement dx, dy in der Tangentialebene einer Isobarenfläche liegt. Das auf (x, y) senkrecht stehende z ist also die Normale auf der Isobarenfläche. Die hier errechnete Vertikalbewegung steht also nicht senkrecht auf dem Geopotential, sondern auf der Isobarenfläche**). Die positive Richtung der x-Koordinate zeige nach Osten, die der y-Koordinate nach Norden. dy ist also ein infinitesimales Linienelement der Schnittkurve einer Isobarenfläche mit der Meridian-Ebene, dx ein solches der Schnittkurve der Isobarenfläche mit dem Kegelmantel, dessen Schnitt mit der Erdoberfläche den entsprechenden

*) Literaturnachweise am Schluß der Arbeit.

**) Dasselbe gilt übrigens für die Sverdrupsche Berechnung; vgl. V. Bjerknes, Dynamische Meteorologie, Bd. II.

$\lambda = 2\,\omega \sin\varphi$ ist unabhängig von p, es könnte also vor das Integralzeichen gesetzt werden. Auch ist λ unabhängig von x; es kann also für die Berechnung der a_y-Werte ebenfalls vor dem Differentialzeichen stehen. Bei der Differentiation nach y ist diese Vereinfachung nicht möglich; auch die Annahme eines Mittelwertes für φ würde erhebliche Fehler zur Folge haben, die so stark sind, daß in bestimmten Grenzfällen sogar ein Wechsel der Vorzeichen der Bewegung die Folge sein könnte.

Wir wollen unseren Berechnungen die bei Sverdrup beigegebenen Karten der absoluten Topographien zugrunde legen; dann bedingt die Zeichnung der absoluten Topographien bei Sverdrup[2]) in Mercator-Projektion das Einführen der Größe $\frac{1}{\cos\varphi}$ in unsere Formel. $\frac{1}{\cos\varphi}$ hat dieselben funktionalen Abhängigkeiten in bezug auf x, y, wie $2\,\omega \sin\varphi$.

Es kommt weiterhin der Äquatorial-Maßstab m in den Nenner unserer Formel, wenn wir a_x und a_y direkt diesen Karten entnehmen wollen. Er beträgt nach 6facher Vergrößerung der Kärtchen von Sverdrup $1 : 10^7$. Für die Berechnung der a wird $m = 10^{-5}$, da die Division in Metern erfolgt.

Unsere Formel für den vertikalen Massentransport stellt sich also folgendermaßen dar:

$$(17) \qquad \varrho\, v_z = \frac{\delta}{\delta y}\left[\frac{m}{2\,\omega \sin\varphi \cos\varphi}\int_{p_0}^{p} a_x\, dp\right] - \frac{m}{2\,\omega \sin\varphi \cos\varphi}\left[\frac{\delta}{\delta x}\int_{p_0}^{p} a_y\, dp\right]$$

oder:

$$(18) \qquad \varrho \cdot v_z = \frac{\delta}{\delta y}\left[\frac{m}{\omega \sin 2\varphi}\int_{p_0}^{p} a_x\, dp\right] - \frac{m}{\omega \sin 2\varphi}\left[\frac{\delta}{\delta x}\int_{p_0}^{p} a_y\, dp\right],$$

und man erhält für die Vertikalgeschwindigkeit selbst

$$(19) \qquad v_z = \frac{\delta}{\varrho\,\delta y}\left[\frac{m}{\omega \sin 2\varphi} \cdot \int_{p_0}^{p} a_x\, dp\right] - \frac{m}{\varrho\,\omega \sin 2\varphi}\left[\frac{\delta}{\delta x}\int_{p_0}^{p} a_y\, dp\right].$$

III. DAS VERWENDETE MATERIAL UND DAS RECHNUNGSVERFAHREN.

Das zugrunde gelegte Material sind die von Sverdrup[2]) aufgestellten mittleren Topographien der Hauptisobarenflächen in der Zeit vom Mai bis September. Da die Berechnungen, abhängig von den im betreffenden Gebiet erfolgten Aufstiegen, in größeren Höhen auf das Gebiet zwischen dem 20. und 30. Längengrad West beschränkt sind, konnte die Berechnung der Vertikalgeschwindigkeiten in einem Feld erfolgen, das durch den 5. und 35. Breitengrad Nord und die 17,5- und 32,5-Längengrade West begrenzt ist. War auch in diesem eben genannten Raum die Topographie nicht vollständig, so wurde sie auf eine solche Form ergänzt, die

eine graphische Extrapolation ergab, wenn man die Höhen in die Ordinate, die Längen oder Breiten in die Abszisse eintrug. Der Schnittpunkt zweier Vertikalschnitte eignete sich besonders gut zur Inter- oder Extrapolation, da dort ja in beiden Schnitten die Höhen gleich sein müssen. Die sich nun ergebenden Werte sind in den später gezeichneten Karten der Vertikalgeschwindigkeit entsprechend markiert.

Bearbeitung des Materials und vorteilhafte Ausführung der Rechnung.

Um eine genauere Auswertung der Topographien vornehmen zu können, wurden die Kärtchen von Sverdrup [2]) sechsfach vergrößert auf Millimeterpapier gezeichnet und das ganze Gebiet nun in 72 2,5-Grad-Felder eingeteilt, wobei die durch die Mercator-Projektion hervorgerufene Zunahme der meridionalen Seiten der Felder in nördlicher Richtung genauestens berücksichtigt wurde. Diese Unterschiede in der Länge der meridionalen Strecken sind zwar gering, machen sich später aber nach mehrfacher Differenzenbildung stark bemerkbar.

Zur Bestimmung der Winkel α_x und α_y ist es zunächst notwendig, die Höhen der Eckpunkte jedes 2,5-Grad-Feldes zu bestimmen. Da die Isohypsen in den Topographien nur von 10 : 10 dyn. Metern gezeichnet sind, wurden nun die Höhenlinien von dyn. Meter zu dyn. Meter auf dem Wege der graphischen Interpolation bestimmt und eingezeichnet (Fig. 2). Teils geschah

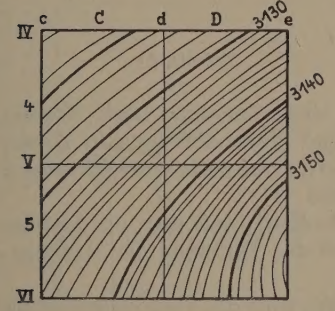


Fig. 2.

	b	c	d	e	f
III.	...	⋮	⋮	⋮	
IV.	...	23.7	25.6	33.0	...
V.	...	28.3	37.0	49.0	...
VI.	...	35.3	44.7	55.0	...
VII.		⋮	⋮	⋮	

Tabelle 1.

diese graphische Interpolation auf den Abschnitten der Breiten- oder Längenkreise, teils wurden neue Schnitte senkrecht zur Richtung der Isohypsen gelegt, indem wieder in der Ordinate die Höhen, in der Abszisse die der Karte entnommenen Entfernungen gezeichnet wurden. Durch Abschätzung mit dem Auge war es nun leicht, jedem Eckpunkt (oder „Netz"-Punkt) die zugehörige Höhe zuzuschreiben, und auf diese Weise das Netz der Höhenwerte für jede Isobarenfläche aufzustellen. Am schwierigsten war die Festlegung der genauen Höhen in dyn. Metern an Stellen mit Singularitäten. Zum Beispiel: Topographie der 700-mbar-Fläche in 25—30° Nord-Breite, 30° West-Länge. Tab. 1 zeigt, wie das „Netz" aufgeschrieben wurde; es

genügt dabei, die letzten Stellen der Höhenzahlen einzutragen. Die schriftliche Aufstellung dieses Netzes bietet den Vorteil, daß die Abschätzung der Werte bei Bestimmung der x- und y-Strecken nicht variiert.

Aus Gründen der besseren Übersicht erwies es sich als vorteilhaft, jeder Seite jedes 2,5-Grad-Feldes eine bestimmte Bezeichnung zuzuordnen. Die in der x-Achse liegenden Strecken, also die Breitenkreise selbst, wurden mit römischen Ziffern I—XIII vom 35.—5. Breitengrad, die darauf liegenden 2,5-Grad-Strecken in der Orientierung von Westen nach Osten mit den großen lateinischen Buchstaben A—F bezeichnet. Die Längengrade erhielten kleine lateinische Buchstabenbezeichnungen, die 2,5-Grad-Strecken auf ihnen arabische Ziffern. Mit Hilfe dieser Bezeichnungsweise ist auch sofort zu erkennen, welcher Koordinate die betreffende Feldseite angehört.

Aus dem Netz der Höhenwerte können nun leicht durch Subtraktion die Höhendifferenzen bestimmt werden. Die Aufzeichnungen erfolgten nach dem Schema der Tab. 2a, 2b.

	B	C	D	E
III.		⋮	⋮	
IV.	···	— 1.9	— 7.4	···
V.	···	— 8.7	—12.0	···
VI.	···	— 9.4	—10.3	···
VII.		⋮	⋮	

Tabelle 2 a.

	b	c	d	e	f
3.		⋮	⋮	⋮	
4.	···	4.6	11.4	16.0	···
5.	···	7.0	7.7	6.0	···
6.		⋮	⋮	⋮	

Tabelle 2 b.

Das Vorzeichen wurde so gewählt, daß einer Zunahme nach Norden und nach Osten das negative, dementsprechend einer Abnahme in diesen Richtungen das positive Vorzeichen entsprach, so daß die positiven Richtungen des Gradienten nach Norden und Osten zeigten.

Die Subtraktion wurde in der Weise kontrolliert, daß man die Summe der erhaltenen Differenzen bildete. Sie mußte der Differenz der Anfangs- und Endwerte jeder Reihe gleich sein.

Infolge ihrer Nähe über der Meeresoberfläche wird die Vertikalbewegung der Luft in der Höhe von 1000 mbar sehr gering sein. Von Sverdrup [2]) wurde sie deshalb vernachlässigt.

Es wurde trotzdem versucht, die Berechnung auch für die 1000-mbar-Fläche auszuführen. Zu diesem Zweck wurde die Topographie einer Isobarenfläche gebraucht, deren mittlere Höhe dem Meeresniveau entspricht. Zur Berechnung des Druckes in der Mitte des Feldes wurden die Tabellen von Bjerknes [5]) benützt. Unter Berücksichtigung der Angaben von Sverdrup [2])*) über relative Feuchtigkeit und Temperatur ergab sich 1015 mbar als der in der Mitte des Feldes herrschende Druck. Eine graphische Ermittlung bestätigte dieses Ergebnis. Neben den Höhen dieser Topographie

*) Tafel I, Fig. 32.

wurden aber auch die Druckwerte an den einzelnen Netzpunkten errechnet, um sie später für die Bestimmung des dp zur Hand zu haben. Topographie und Druckverteilung wurden besonders aufgezeichnet.

Zur Bestimmung der Winkel, die annähernd gleich ihrem Tangens sind, ist die Quotientenbildung $\frac{\triangle h}{E} = \frac{\text{Höhendifferenz}}{\text{Entfernung}}$ notwendig. Die Entfernung in der x-Koordinate ist konstant und beträgt 27,8 mm auf der anfangs erwähnten sechsfachen Vergrößerung der Topographie. Die Berücksichtigung des Maßstabes m erfolgt später. In der Ordinate variiert die Entfernung, da sie in der Mercator-Darstellung eine Funktion der Breite ist. Diese Strecken auf den Meridianen sind bereits bei der Aufstellung der Kartendarstellung des Netzes berechnet worden. Da die Höhendifferenz in dyn. Metern, die Entfernung aber in Metern gegeben ist, ist es notwendig, den Bruch $\frac{\triangle h}{E}$ mit $\frac{10}{g}$ zu multiplizieren, um die Quotientenbildung durchführen zu können. Die Abhängigkeit der Schwerebeschleunigung von der Höhe ist derart klein, daß sie innerhalb der Fehlergrenzen liegt. Die Abhängigkeit von der Breite wurde durch graphische Interpolation aus den bei Kohlrausch[6]) angegebenen Tabellenwerten der Schwerebeschleunigung bestimmt. Für alle in konstanter geographischer Breite liegenden Strecken, also die Werte

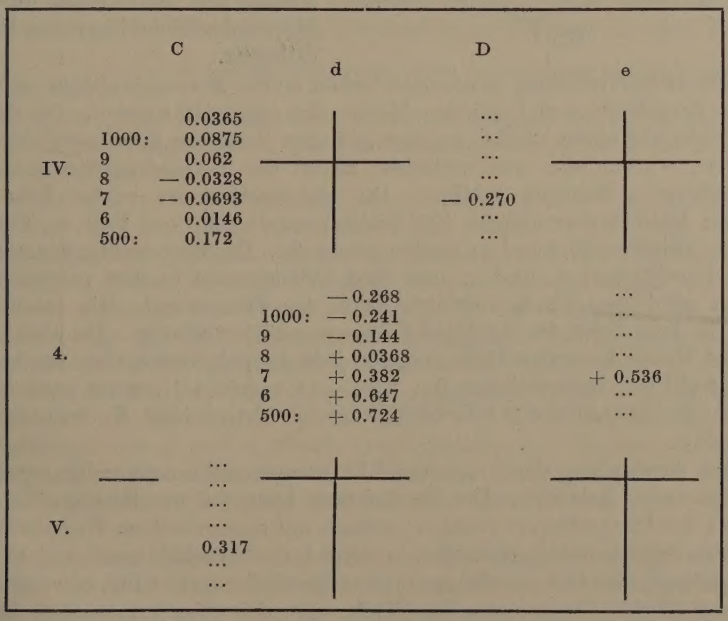


Tabelle 3.

in einer waagerechten Reihe des Feldes, konnte nun ein Multiplikator in der Form

$$M_1 = \frac{10}{g \cdot E}$$

gebildet werden, mit dem jetzt die Höhendifferenz zu multiplizieren ist.

Die Ergebnisse dieser Multiplikation, also die Winkel α_x und α_y, werden in einer entsprechend groß angelegten Darstellung des gesamten Gebietes eingetragen; und zwar so, daß sämtliche Winkelwerte an den ihnen zugehörigen Feldseiten stehen (Ausschnitt zeigt Tab. 3). In diese eine Aufstellung wurden die Werte für alle vorhandenen Druckhöhen, also für die 1015-, 1000- . . . 500-mbar-Flächen eingetragen. Bei Aufrechterhaltung der Reihenfolge dieser nun übereinanderstehenden Winkel-Relativ-Werte ist ein Auffinden der gesuchten Größen verhältnismäßig einfach. Es fand auch hier die oben auseinandergesetzte Bezeichnungsweise der einzelnen Feldseiten Anwendung.

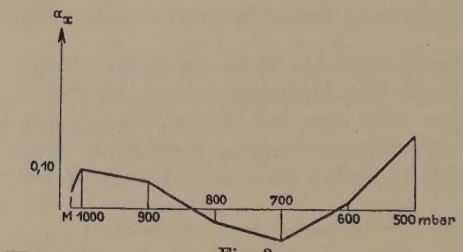


Fig. 3.

Zur Ausführung der Integration kann man nun Diagramme zeichnen, in denen am besten in der Abszisse die Druckwerte, in der Ordinate die Winkel stehen (Fig. 3). Die Größe dp hat den Wert 100 in allen Fällen mit Ausnahme der zwischen der 1000-mbar-Fläche und dem Druck über der Meeresoberfläche liegenden Druckdifferenz.

Die Druckverteilung in unserem Gebiet an der Meeresoberfläche ist schon früher dargestellt und für jeden Netzpunkt ermittelt worden. Da das dp aber nicht auf einen Punkt, sondern auf eine Seite des 2,5-Grad-Feldes Bezug hat, wurden die arithmetischen Mittel der Bodendruckwerte an den dazugehörigen Punkten gebildet. Die Subtraktion der nächst höher gelegenen Hauptisobarenfläche (1000-mbar) ergab also von Fall zu Fall ein dp, das zwischen 20,9 und 11,4 mbar schwankt. Die Berechnung der von den Winkelausdrücken α_x und α_y und den Druckgrößen in den verschiedenen Höhen gebildeten Flächen erfolgte nach der Trapezregel. Die Integration muß für jede Seite des 2,5-Grad-Feldes ausgeführt werden. Da aber außer den am Rande liegenden Berechnungen jede doppelt verwendbar ist, beträgt die Anzahl der Integrationen nur $n(m+1) + m(n+1)$, wenn man mit m und n die Anzahl der 2,5-Grad-Strecken in den beiden Koordinaten bezeichnet.

Bei Anwendung der Trapezregel ist es nun nicht notwendig, sämtliche Diagramme zu zeichnen. Die Bestimmung kann bei der leichten Übersehbarkeit der Integrationen vielmehr einfach auf rechnerischem Wege erfolgen.

Man bildet die arithmetischen Mittel der Winkelwerte zweier übereinanderliegenden Isobarenflächen und multipliziert sie mit 100, bzw. zwischen Meeresoberfläche und 1000-mbar-Fläche mit der oben ermittelten Druckdifferenz. Hat man in der Weise, wie in Tab. 3 gezeigt, die Winkelwerte

übereinander geschrieben, so ist die Rechnung relativ übersichtlich. Ihre Ergebnisse werden am besten in ähnlicher Weise übereinander, aber hier die x- und y-Koordinaten auf gesonderten Blättern aufgeschrieben (Tab. 4a, 4 b).

		C	D
	1000:	+ 1.135	···
	9	+ 7.475	···
IV.	8	+ 1.46	···
	7	— 5.105	— 17.145
	6	— 2.735	···
	500:	+ 9.33	···

Tabelle 4 a.

		d	e
	1000:	— 4.53	···
	9	— 19.25	···
4.	8	— 5.36	···
	7	+ 20.94	+ 39.35
	6	+ 51.45	···
	500:	+ 68.55	···

Tabelle 4 b.

Jetzt muß nämlich die Integration bis zu einer wachsenden Höhe (Höhe der Isobarenflächen) ausgeführt werden. Sie erfolgt durch einfache Summenbildung der Reihenfolge nach von den kleinsten Höhen angefangen.

Konnte bisher die Rechnung bis zur Integration in beiden Koordinaten x und y in analoger Weise erfolgen, so ist, wie bereits gezeigt, jetzt eine Trennung notwendig. Für die x-Koordinate kann die Größe $\sin 2\varphi$ nicht mehr unter dem Differentialzeichen stehen, so daß man vor der Differentiation am besten gleich die Multiplikation der erhaltenen Summen mit dem Faktor $F_1 = \left(\frac{m}{\omega \cdot \sin 2\varphi} \cdot \frac{1}{\varrho}\right)$ vornimmt, während unter Verwendung von Mittelwerten für die Breite φ die Multiplikation mit diesem Faktor für die α_y nach der Differentiation erfolgen kann, um die Rechnung auf diese Weise um die Hälfte zu verkürzen.

Führen wir erst die Rechnung für die meridionalen Winkel, also für die y-Achse aus. Die Werte werden auch hier (ähnlich wie in Tab. 4 b) am vorteilhaftesten in Zahlenblöcken so geschrieben, daß die Ergebnisse für die einzelnen Höhen für jede Feldseite übereinander zu stehen kommen. Stehen nun weiterhin die Seiten 1 a, 1 b . . . bis 1 g nebeneinander, so hat man immer nur die Differenzen zweier in gleicher Zeile aufgeschriebenen Zahlenwerte zu bilden, um (Relativ-)Werte für die Felder 1 A . . . 1 F usw. zu erhalten, die nur noch mit dem oben angegebenen Faktor F_1 zu multiplizieren sind. F_1 ist variabel mit der Breite und der Höhe, bedingt durch das Auftreten von φ und ϱ, bleibt aber konstant bei Längenänderungen. Für φ wurden die arithmetischen Mittel der Endpunkte der 2,5-Grad-Abschnitte gewählt. Es ergaben sich also mittlere Breiten von 33° 45′, 31° 15′ usw.

Für jede Hauptisobarenfläche wurde eine mittlere Luftdichte ϱ bestimmt. Da ϱ eine Funktion des Luftdrucks, der Temperatur und der Feuchtigkeit ist, war es zunächst notwendig, die virtuelle Temperatur in den Höhen der einzelnen Isobarenflächen festzustellen. Den bei Sverdrup [2]) gezeich-

neten Isothermen-Karten und Angaben über die relative Feuchtigkeit wurden die mittleren Temperaturen und Feuchtigkeitswerte für die einzelnen Isobarenflächen entnommen und mit Hilfe der Tabellen bei Bjerknes[5]) die virtuelle Temperatur berechnet. Die Luftdichte wurde nach den Tabellen von Linke[7]) unter Zuhilfenahme graphischer Interpolation bestimmt. Den weiteren Berechnungen sind nun folgende Dichtewerte zugrunde gelegt:

1000	mbar	1,171 $\cdot 10^{-3}$	$\frac{g}{cm^3}$
900	„	1,060	„
800	„	0,958	„
700	„	0,848	„
600	„	0,742	„
500	„	0,648	„

Ferner sind

$$\omega = 7{,}29 \cdot 10^{-5}\ \text{sek}^{-1};\ m = 10^{-5}.$$

Die sich ergebenden Multiplikatoren F_1 werden am besten tabellarisch übersichtlich dargestellt (Tab. 5). Die Ergebnisse der Multiplikation $F_1 \cdot \int_0^h a_y\, dp$

a_y:

	800 mb	700	...
1			
2	...	...	
3	0.169	0.192	...
4	0.181	0.204	...
5	⋮	⋮	

Tabelle 5.

wurden in die entsprechenden Felder einer Darstellung des ganzen zu betrachtenden Gebietes (s. Tab. 6) gesetzt, in die dann auch die Ergebnisse der Differentiation der a_x-Werte eingetragen und dort sofort die Differenzen der a_x- und a_y-Ergebnisse gebildet werden sollen.

700 mbar

	C	D	...
	...	...	
4	— 4.00	— 5.54	...
5	— 2.40	+ 2.17	...
	...	...	

Tabelle 6.

Für die in der x-Achse liegenden Berechnungen müssen Differentiation und Multiplikation mit den Faktoren F_2 in umgekehrter Reihenfolge vorgenommen werden.

φ liegt jetzt auf den 2,5-Grad-Breitenkreisen. Man errechnet neue Multiplikatoren F_2, die man, wie oben (Tab. 5), zur besseren Übersichtlichkeit tabellarisch aufstellt. Die Ergebnisse der Differentiation werden in Zahlenkolonnen (wie in Tab. 4) eingetragen und nun die Differenzen dieser Zahlen gebildet. Diese werden in ein wie in Tab. 6 dargestelltes Feld eingesetzt. Von diesen zuletzt erhaltenen Werten werden nun die schon vorhin errechneten subtrahiert (Tab. 7). Beim Eintragen der Ergebnisse wurde die Übersichtlichkeit durch Verwendung verschiedener Farben erhöht. Man hat nun die Festsetzungen über Vorzeichen zu beachten: Die statische Grundgleichung verlangt die positive Richtung der Vertikalkomponente nach oben, so daß ein positiver Wert nach der Subtraktion eine aufsteigende Bewegung ergibt.

700 mbar

	C	D	...
	...	...	...
4	— 4.25 — 4.00 — 0.25	— 6.46 — 5.54 — 0.92	... ...
5	— 3.06 — 2.40 — 0.66	+ 1.82 + 2.17 — 0.35	... ...

Tabelle 7.

IV. ERGEBNISSE.

Es wurden nun Karten (in Mercator-Projektion, Äquatorial-Maßstab $1 : 10^7$) der Vertikalgeschwindigkeit in cm/sek. unseres Gebietes für die Höhen der einzelnen Topographien entworfen, wobei auf graphischem Wege eine geringe Glättung vorgenommen wurde. Es wurden Linien gleicher vertikaler Geschwindigkeiten gezeichnet. Um die Genauigkeit der Ergebnisse zu zeigen, wurden in den Höhen der 900-mbar-Topographie die Isolinien von 0,2 zu 0,2 cm pro Sekunde eingetragen, bei der 800-mbar-Topographie fand eine 0,5 cm/sek.-Linie Verwendung, während man sich in größeren Höhen auf ganze Zentimeter pro Sekunde beschränkte, um die Übersichtlichkeit zu wahren.

Die mittlere Höhe der 1000-mbar-Topographie beträgt 135 dyn. Meter. Es ist deshalb von vornherein wegen der größeren Reibung zu erwarten, daß die hier auftretenden Vertikalbewegungen sehr klein sein werden, und für weitere Rechnungen wie bei Sverdrup [2]) vernachlässigt werden können. Da aber hier nicht die mittleren Vertikalbewegungen in den Haupt-

Mit dieser Verschiebung scheint es auch zusammenzuhängen, daß die aufwärts gerichteten Bewegungen im Südosten sich nicht weiter verstärken.

Um so bemerkenswerter ist die fast allgemein starke Geschwindigkeitszunahme in beiden Richtungen in den Höhen der Topographie der 500-mbar-Fläche. Die Topographie, die sich in 5800 dyn. Metern Höhe befindet, zeigt eine auffällige Häufung der Isohypsen an der Nordostseite und ein weiteres Nachlassen bzw. Südwärtsverschieben des nordwestlichen (Azoren-) Maximums. Es mußten hier in den Randgebieten vielfach Ergänzungen nach oben angegebenem Verfahren vorgenommen werden, um wenigstens einen Versuch zu machen, ein vollständiges Bild unseres Gebietes auch in diesen Höhen zu erhalten. Obwohl die absteigende Komponente der vertikalen Bewegung weiter an Raum gewinnt, nehmen die Maßzahlen der Geschwindigkeiten aufsteigender Bewegungen an der Südostseite unseres Gesamtfeldes stark zu und erreichen in der Ecke 6 cm/sek. In niederen Breiten (bis zu 22° Nord) kommt die Geschwindigkeit der Abwärtsbewegung nirgends an 1 cm/sek. heran. Sie hat ihr Maximum mit 4 cm/sek. nahe der Ostgrenze in 27° Breite. Daß in diesen Gegenden die Abwärtsbewegung am stärksten ist, steht in gutem Zusammenhang mit den Feststellungen von Fickers[10]) über die Höhe der Passatinversion, die sich hier der Meeresoberfläche am meisten nähert. Das Feld absinkender Luft erstreckt sich, mächtig und zusammenhängend den größten Teil des Gebietes einnehmend, von Nordosten nach Südwesten. In der Nordostecke sind die Geschwindigkeiten wieder kleiner; sie übersteigen 1 cm/sek. um ein Geringes. Die nach oben gerichtete Luftbewegung über den Azoren ist auch hier noch vorhanden. Auch ihre Geschwindigkeiten belaufen sich jetzt auf etwas mehr als 1 cm/sek.

V. ZUSAMMENFASSUNG.

Nimmt man an, daß der Passat ein stationäres Strömungssystem ist, so läßt sich aus der Kontinuitätsgleichung, der statischen Grundgleichung und der Gradientwindgleichung eine Formel für die Vertikalgeschwindigkeit entwickeln. — Nachdem auseinandergesetzt worden ist, wie die Rechnung am vorteilhaftesten ausgeführt wird, werden die in den Taf. I—VI dargestellten Ergebnisse diskutiert.

Bis zu den Höhen der 900-mbar- und zum Teil auch der 800-mbar-Topographie, also in Luftschichten, die unter bzw. noch wenig über der Passatinversion liegen, finden wir äußerst geringe aufwärts gerichtete Strömungen. Auch Sverdrup[2]) stellt fest, daß die absteigende Luftbewegung nicht bis auf die Meeresoberfläche herabreicht. Erst in den Höhen der 800-mbar-Topographie macht sich eine Änderung der vertikalen Bewegungsrichtung bemerkbar. Wie oben auseinandergesetzt, sind die Untersuchungen in der Nordwestecke unseres Gebietes nicht zuverlässig wegen der mangelnden Stationärität der Strömungen in der Nähe des Azoren-Hochs. Eine gute Übereinstimmung ergibt sich aber mit dem Schema des Passatkreislaufes von v. Ficker[11]). Stärkere absteigende Bewegungen im eigentlichen Passat-

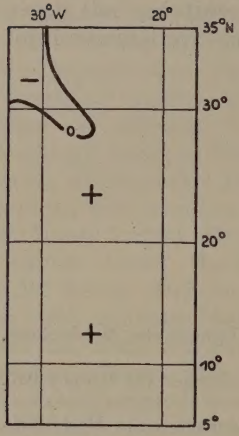
gebiet sind erst in deutlichem Abstande über der Passatinversion klar erkennbar (die 800-mbar-Topographie hat eine mittlere Höhe von 2030 dyn. Metern). Da auch die kräftig aufsteigende Luft über der Kalmenzone bestätigt wird, ergibt sich im großen qualitativ eine gute Übereinstimmung mit den Untersuchungen Sverdrups [2])*), wenn man von den Ergebnissen über dem Azoren-Hoch absieht. Aber auch die quantitativen Berechnungen stimmen bis zur 600-mbar-Topographie im wesentlichen mit denen Sverdrups überein. Das hier angewandte neue Rechenverfahren scheint also brauchbare Ergebnisse zu liefern.

*) S. 54.

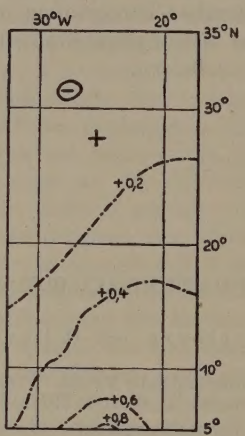
LITERATURNACHWEISE.

1. V. Bjerknes, Th. Hesselberg und O. Devik, Dynamische Meteorologie. Bd. II. Braunschweig 1913.
2. H. U. Sverdrup, Der nordatlantische Passat. Veröffentlichungen des Geophysikal. Inst. d. Univ. Leipzig. 2. Serie, Bd. II, Heft 1, 1917.
3. G. Hartenstein, Über Vertikalbewegungen an der Vorderseite eines Hochdruckgebietes. Diss. Frankfurt/M. 1934.
4. M. Berek, Die Bestimmung der Vertikalkomponente der ausgeglichenen Bewegung in der Atmosphäre. Veröffentl. d. Geophys. Inst., Leipzig 1919, Bd. II, Heft 6.
5. V. Bjerknes und Mitarbeiter, Meteorologische Tabellen. Braunschweig 1912.
6. F. Kohlrausch, Lehrbuch der praktischen Physik. Leipzig und Berlin 1930.
7. F. Linke, Meteorologisches Taschenbuch, I. Leipzig 1931.
8. J. v. Hann, Lehrbuch der Meteorologie; herausgegeben von R. Süring, Leipzig 1926, S. 469.
9. Th. Hesselberg und A. Friedmann, Die Größenordnung der meteorologischen Elemente usw. Veröffentl. d. Geophys. Inst. d. Univ. Leipzig, 2. Serie, Bd. I, Heft 6, 1915.
10. H. v. Ficker, Die Passatinversion. Veröffentl. d. Meteorol. Inst. d. Univ. Berlin, Bd. I, Heft 4, 1936.
11. H. v. Ficker, Bemerkung über den Wärmeumsatz innerhalb der Passatzirkulation. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl., 1936, S. 103—114.

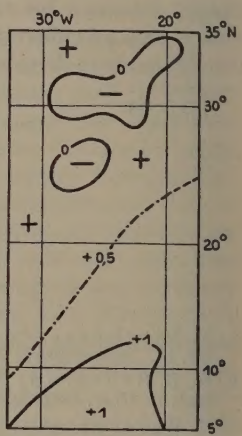
TAFELN: Vertikalgeschwindigkeiten (cm/sec.) in Höhen der Hauptisobaren-Topographien.
Maßstab $1 : 6 \cdot 10^7$.



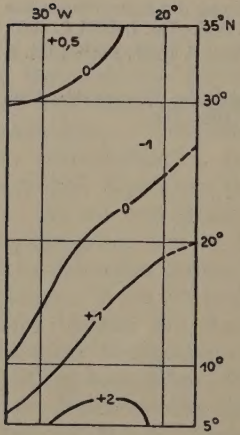
Tafel I.
1000-mbar-Topographie.



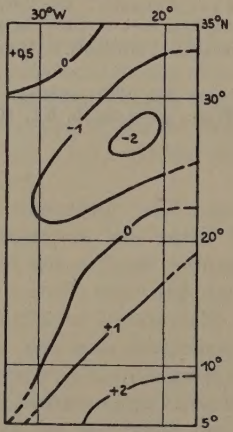
Tafel II.
900-mbar-Topographie.



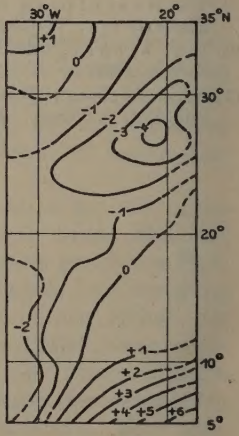
Tafel III.
800-mbar-Topographie.



Tafel IV.
700-mbar-Topographie.



Tafel V.
600-mbar-Topographie.



Tafel VI.
500-mbar-Topographie.

LEBENSLAUF

Ich, Reinhold Ferdinand Hans Laskowski, wurde am 5. April 1913 zu Orpischewo, Kreis Krotoschin, als Sohn des Lehrers Kurt Laskowski und seiner Ehefrau Margarete, geb. Girnt, geboren und daselbst evangelisch getauft.

Ich besuchte die Volksschule zu Hirschberg und trat dann in das Reform-Realgymnasium in Hirschberg ein. Im Februar 1932 legte ich daselbst die Reifeprüfung ab. Nach meiner Immatrikulation an der Universität Breslau studierte ich dort 4 Semester Mathematik, Physik und Geographie. In der Wetterdienststelle Breslau-Krietern eignete ich mir erste meteorologische Kenntnisse an. Vor dem Sommersemester 1934 ließ ich mich an der Universität Berlin immatrikulieren, um mich dem Studium der Meteorologie besser widmen zu können.

In der Zeit vom 1. November 1934 bis 12. Oktober 1935 genügte ich freiwillig meiner Militärdienstpflicht bei der 10./I.-R. 54.

An dieser Stelle sei es mir erlaubt, allen akademischen Lehrern, bei denen ich während meines Studiums hören durfte und die mich in meinen Kenntnissen gefördert haben, ergebenst zu danken.